台灣農業化學與食品科學（中華民國九十一年八月／第四十卷第四期：第二三八至二五三頁）
Taiwanese Journal of Agricultural Chemistry and Food Science (August, 2002) **40(4)**: 238-253

由氫氧同位素組成顯示南投烏溪上游集水區之水文及環境的意涵

彭 宗 仁[1*] 汪 中 和[2] 劉 滄 棽[3] 洪 玉 倫[1]

[1]國立中興大學土壤環境科學系
[2]中央研究院地球科學研究所
[3]行政院農委會農業試驗所農業化學系

（接受刊載日期：中華民國九十一年一月十五日）

本研究分析台灣中部南投地區烏溪上游集水區內包括雨水、地表溪水及地下水各季之氫、氧穩定同位素組成，其目的在瞭解本研究區天水之水文同位素特徵，進而鑑別地下水之補注來源與型態。由各季雨水之同位素特徵比較顯示，因雨量效應的影響，導致夏季雨期雨水之氫、氧同位素組成之平均值較冬季旱期之值為輕。比較雨水與各流域地表水及各地下水區之同位素特徵顯示，地表水及地下水主要源自夏季雨期之降水。統計比較地下水與地表水之同位素特徵顯示，埔里盆地之地下水約有 90%以上來自其南側山區之集水區；在貓羅溪流域，地下水來自濁水溪之水源貢獻量約為其東側山區之集水區的二分之一。

關鍵字：氫，氧同位素，水文環境，埔里盆地，貓羅溪流域，集水區，南投。

Environmental and Hydrological Implications Revealed by Hydrogen and Oxygen Isotope Compositions for the Watershed of the Wuchi System in the Nantou Area

Tsung-Ren Peng[1*], Chung-Ho Wang[2], Tsang-Sen Liu[3] and Yu-Lun Houng[1]

[1] *Department of Soil and Environmental Sciences, National Chung Hsing University, Taichung, Taiwan*
[2] *Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Nankang, Taipei, Taiwan*
[3] *Department of Agricultural Chemistry, Taiwan Agricultural Research Institute, Taichung, Taiwan*

(Accepted for publication: January 15, 2002)

Seasonal samples of rain, surface, and ground- waters were collected and analyzed to determine hydrogen and oxygen isotope compositions in order to better define their isotope characteristics and to differentiate groundwater origin and recharge in the watersheds of the Wuchi system, Nantou. The results showed that maritime airmass is the dominate source of local precipitation. The isotope signals of summer precipitation are relatively depleted compared with those of winter, primarily due to the effect of the precipitation amount. Isotope evidence also indicated that surface waters mainly originate during rainy seasons. A statistical comparison of isotope characteristics between surface and ground-waters showed that 90% of the groundwater in the Puli Basin is derived from the south side of its watershed. As for the Maolouchi river basin, it was estimated that water from the Choshuichi contribute to the groundwater system with about half the total amount deriving from the eastern side of its watershed.

Key words: Hydrogen and oxygen isotopes, Hydrological environment, Puli basin, Maolouchi river basin, Watershed, Nantou.

前　　言

氫、氧穩定同位素是一般常被利用作為水文環境課題的同位素技術之一，其應用範圍甚廣，就時間一空間尺度而言，可大至全球降雨模式及季風氣候型態之研究，小至土壤一水一

* Corresponding author. E-mail: trpeng@dragon.nchu.edu.tw

植作系統[1-3]。小尺度之研究主要是利用類似示蹤標定的方法，探討土壤中水分之移動及植作自土壤層次中所吸收水分之來源等[4-8]；大尺度之研究則是利用存在於自然環境中，濃度不固定的氫、氧同位素組成，藉著本身或週遭環境因物理或化學性質的不同而產生同位素分劃作用(isotope fractionation)，而保存於水圈中，如此自然水文環境變遷的訊息，便可藉由氫、氧同位素濃度的變化而表現出來。因在一般常溫(非溫泉或地熱水)的自然環境情況下，水體中的氫、氧穩定同位素不易改變其原來的組成。因此，氫、氧穩定同位素應用在中、大尺度之氣候及水文方面的研究是利用其具守衡的地球化學特性，了解研究區域水文環境之同位素特徵，作為相關研究之依據，如在全球大氣降水模式[9-11]、河川水入滲[12]、地下水之來源[13-15]、地下水與地表水的相互作用[16-17]及地下水的鹹化機制[18-19]等研究，都有相當豐碩的成果。

早期國內之氫氧同位素研究是應用在地熱水方面的研究[20-22]，接續是在平原沖積扇地區配合放射性碳、氚同位素進行，所針對之課題主要是在探討水文環境特徵及水文循環等相關問題的研究為主，如建立研究地區之氫氧同位素天水線[23]、探討區域性含水層之海水入侵[24-25]、鑑別地下水的補注特徵及補注區域等[26-28]，但這些相關研究的基礎在於須先了解研究地區的背景水文同位素特徵後，才能清楚鑑別其中的作用機制。

南投地區位於台灣中部，是台灣惟一不臨海之縣市，面積約 4106 km^2，境內之地形以高山峻谷為其主要地形特徵，其中也有丘陵地形及盆地地形，在地勢上為東高西低，南高北低。在地質上主為中央山脈西翼地質區之雪山山脈帶及西部麓山地質區，其地質年代含括始新世至更新世；另有分佈在草屯、南投與名間一帶的臺地堆積，以及分佈在埔里盆地、魚池盆地與濁水溪、烏溪沿岸之沖積層，其地質年代均屬現代[29-30]。境內之主要河流水系有烏溪及濁水溪二水系(圖一)，均向西流入台灣海峽。其中烏溪水系主流發源於合歡山之松嶺，烏溪上游於國姓北方分為北港溪與南港溪。北港溪於國姓北方合併水長流溪；南港溪上游主要支流為眉溪，眉溪源於霧社西北方，經埔里盆地後，再匯入南港溪，南港溪與北港溪合流後向西進入台中盆地，續納北流之貓羅溪，西流之大里溪。南流之旱溪後，穿越大肚台地與八卦山台地之間，流經彰化平原後注入台灣海峽[31]。

台灣地處亞熱帶，以氣候而言，雨量豐沛，年平均降雨量約 2500 *mm*，然四季之劃分並沒有明顯之界限，且因位於亞洲南部與西太平洋季風區域之東端，氣候受季風影響甚鉅，四季之自然氣候主要受東北及西南二大季風系統所影響[32]，根據台灣高空之區域環流的研究，東北季風主要出現在冬季，而夏季為西南季風所主控，各季風影響之月份受此二季風消長所影響[33]，一般而言，四、五及十月為季風消長轉換之月份[34]。同時，因地理及地形條件的限制與影響，台灣地區降雨的時空分佈極不均勻[35]。以氣象水文而言，台灣季節之劃分概略以冬半年(十至三月)、夏半年(四至九月)區分[36]；然考慮各地之季節降雨特性，在台灣中南部地區夏半年為雨季，冬半年為旱季，但此夏雨、冬旱的區分方式並不適用於台灣東北部之宜蘭地區，主要是受不同季風期降雨的影響[35]。南投地區因地理位置居中之關係，故在氣溫、雨量等氣候要素，大致處於台灣南、北部間之過渡特徵[35]。但因本研究區受中央山脈之影響而位處東北季風之背風側，故除在東北季風極強盛時，才能感受到影響，雨量多集中在西南季風期，而冬季期間易發生乾旱[31]。根據中央氣象局1951-2000年氣候資料年報[37]，日月潭地區五十年之各月分平均降雨量、蒸發量及氣溫如圖二(a)所示，年平均降雨量約 2356 *mm*，年平均蒸發量約為 989 *mm*。如依季節別，冬半年(十至三月)降雨量約 364 *mm*，蒸發量約為 448 *mm*、夏半年(四至九月)降雨量約 1992 *mm*，蒸發量約為 541 *mm*，夏半年之蒸發量略高，但冬半年之降雨量約為夏半年的1/5。

以往國內之水文同位素研究，著重在沖積扇水資源問題方面的探討，在整體水資源考量上，上游集水區實為下游沖積扇地區水資源之源頭，二者必有其水文相關性，因此，對於上游集水區的水文環境研究，將有助於對下游沖積扇地區水文相關問題方面的解釋；同時，在水文循環中，地下水源自地表天水(meteoric water)。所謂天水為近期地表環境之大氣循環水，因此，對地表天水之同位素特徵如有較清楚的認識，則較能正確解析地下水之補注來源與型態。因此，本研究乃根據氫、氧水文同位素的守衡特性以及前人研究的經驗，首次針對台灣中部地區上游集水區，進行多年期水文同位素研究之第一年成果，其目的在瞭解本研究區天水之水文同位素特徵，進而鑑別地下水之補注來源與型態，其結果可作為後續進一步相

關水資源及環境保護研究的參考依據。同時，南投地區因地理位置居台灣之中心地區，其氣象水文現象大致處於台灣南、北部及東、西部間之過渡特徵，因此，所建立之水文同位素數據，未來將可提供做為與台灣東、北、西、南部地區參考比較之依據，以了解台灣地區整體水文同位素的變化，並對台灣地區的水文循環與氣候間的時空關係有更進一步的認識。

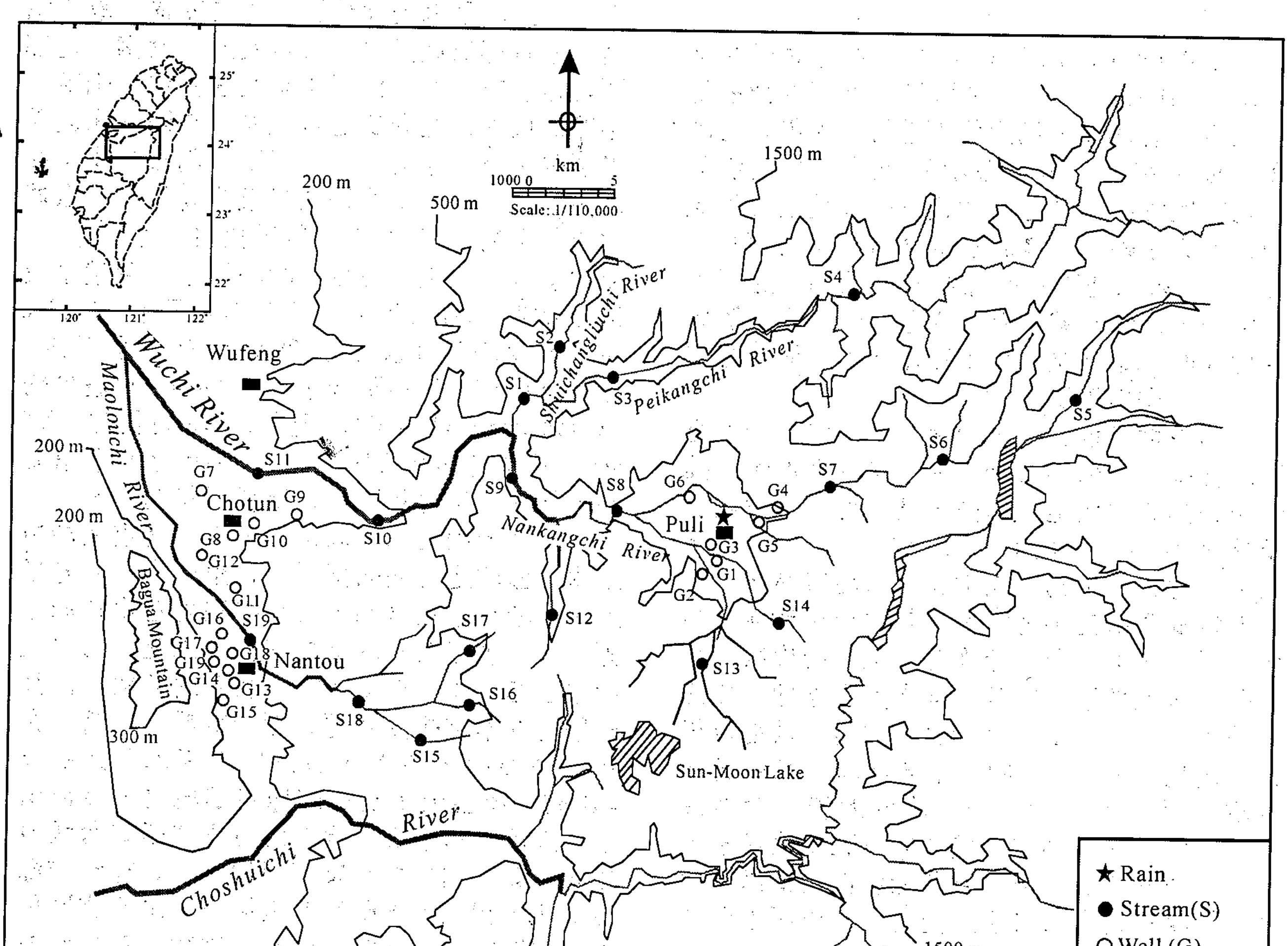
材料與方法

一、材料

為了解南投烏溪上游集水區整體水文環境之同位素特徵，本研究收集雨水、地表溪水及地下水之標本，分析其氫、氧同位素組成，採樣位置參照圖一。

雨水標本於埔里鎮收集，收集時間從 1999 年 12 月到 2001 年 1 月，共計 83 個標本。地表溪水標本分別於烏溪上游之主要支流，即北港溪流域、南港溪流域、埔里盆地南側集水區流域及貓羅溪流域等，共計 19 個採樣點之地表水樣。北港溪流域採樣地點包括大旗橋(S1)、長福橋(S2)、北港溪橋(S3)及惠蓀露營區(S4)；南港溪流域採樣地點包括盧山山泉(S5)、仁愛橋(S6)、烏踏坑橋(S7)、觀音橋(S8)、昌榮橋(S9)、雙十吊橋(S10)及烏溪橋(S11)；埔里盆地南側集水區流域採樣地點包括三合橋(S12)、五馬橋(S13)及麒麟橋(S14)；貓羅溪流域採樣地點包括永集橋(S15)、和興一號橋(S16)、久恭橋(S17)、中正橋(S18)及綠美橋(S19)。採樣分析工作均以季採樣方式，分別於 1999/09、1999/11、2000/02 及 2000/06 進行，共計標本 76 個。

在地下水方面，配合自來水公司抽水井之地理位置，分別在埔里盆地(埔里鎮)及貓羅溪流域(包括草屯、中興新村、南投市)共採 19 口



圖一　研究區之地理位置及雨水、地表水與地下水之採樣地點圖

Fig. 1. Map showing the study area in Taiwan and the location of the sampling sites of rainwters (★), surface waters (●), and groundwaters (○) in this study.

井之地下水樣。埔里盆地地下水之採樣井包括埔里1-3號井(G1)、埔里1-4號井(G2)、埔里3-1號井(G3)、埔里5-2號井(G4)、埔里5-5號井(G5)及籃城抽水井(G6)等六口井。貓羅溪流域地下水之採樣井包括草屯2-2號井(G7)、草屯3-3號井(G8)、草屯4-3號井(G9)、草屯2-6號井(G10)、營盤口9號井(G11)、林子頭(G12)、嘉和1號井(G13)、嘉和6號井(G14)、嘉和寬口井(G15)、南崗1號井(G16)、南崗7號井(G17)、南崗16號井(G18)及三興抽水井(G19)等13口井。地下水標本之採樣分析工作亦以季採樣方式，採樣時間與地表水相同，共計標本76個。

氫、氧同位素取樣的主要原則是避免水樣蒸發。雨水之收集方式依研究目的而為之，雨水之收取為利用寬口容器收集，原則以一日為之[38]，但為避免蒸發作用，雨停之際即盛入標本瓶內。地表溪水及地下水之採樣依主要是為能採取具代表性之水樣，溪水主要在河上橋面以採水桶汲取主河道地帶之水樣，而地下水之採樣須先抽去井管體積之水量後再收取水樣[39]。現場所採集之水樣，盛裝在容積100 *mL*上防滲漏之pyrex玻璃瓶內。在取樣的同時，加入一小匙(約10 *mg*)氯化汞($HgCl_2$)至水樣瓶內，以防微生物孳生，並以膠帶黏封口蓋接縫處，防止蒸發作用產生，同時標本以常溫運送、保存直至分析完成[39]。

二、方法

水樣標本的氧同位素測定是使用CO_2-H_2O同位素平衡法[40]，在前處理系統上，利用已知氧同位素值的標準CO_2氣體與水樣標本在30℃的溫度條件下平衡反應二小時。達成平衡後，利用乾冰及液態氮去水純化，收集在集氣管中[41]，再移置到VG SIRA 10型比值氣相質譜儀(Isotope Ratio Mass Spectrometers, IRMS)測定與水樣標本達成同位素平衡的CO_2氣體之氧同位素組成。根據CO_2-H_2O之分劃係數與溫度關係，回推計算原來水樣的氧同位素組成[42]。

氫同位素的萃取是使用鋅粒還原水樣標本而產生的氫氣[43]，其方法為先秤取由美國印第安那大學生地化實驗室(Biogeochemical Laboratory of Indiana University)所製備之鋅粒約200 *mg*，與以毛細管沾取4 μL的水樣同封於口徑為1/4"的真空pyrex標本管內。將此密封之標本管置於500℃的烘箱內30分鐘，其內之水樣即可完全與鋅粒反應，還原產生氫氣[43]。再將此反應完成之標本管，移置到VG MM602D型比值氣相質譜儀測定氫氣之同位素組成[44]。選擇美國印第安那大學生地化實驗室所製備之鋅粒作為還原劑的原因是其有較佳之實驗再現性[44]。

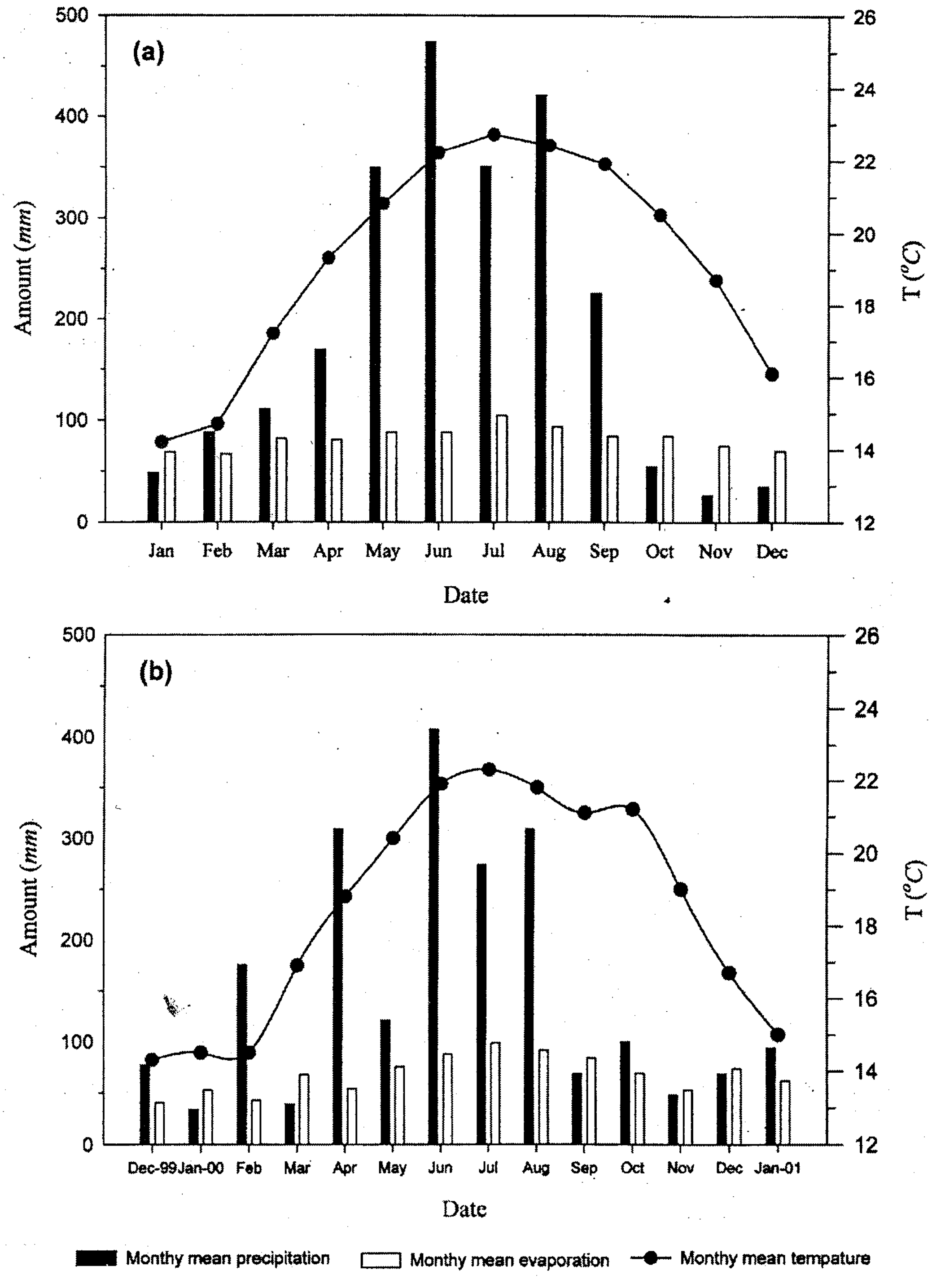
以δD及$\delta^{18}O$分別代表水樣相對於標準海水(standard mean ocean water, SMOW)的氫、氧同位素組成，其定義為：$\delta = (\frac{R_{Sample}}{R_{SMOW}} - 1) \times 1000$，單位以‰表示，其中$R$為$^2H/^1H$、$^{18}O/^{16}O$。中央研究院地球科學研究所在測定水樣之氫、氧同位素組成是以國際原子能總署(International Atomic Energy Agency, IAEA)所分發的標準水樣V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water，δD = 0‰，$\delta^{18}O$ = 0‰)，及SLAP (standard light antarctic precipitation，δD = -428‰，$\delta^{18}O$ = -55‰)作為校正基準的參考標本。對於本研究而言，氧同位素的分析精確度可達0.1‰ (1σ)，對氫而言可達1.5‰ (1σ)。

結果與討論

根據前言章節所述台灣地區的氣候特徵[32-36]及南投地區長期降雨、蒸發資料[37]之綜合，為凸顯不同季風所造成水文現象之差異，本研究季節之劃分是以六至九月代表夏季西南季風期之雨季，十一至三月代表冬季東北季風期之旱季，四、五及十月則代表雨、旱二季之過渡期，即為西南、東北二季風之消長轉換季節，作為下述討論之季節劃分依據。本研究期間由日月潭氣象站所紀錄之各月分平均降雨量、蒸發量及氣溫[37]如圖二(b)所示，雨季之月平均降雨量、蒸發量及氣溫分別為265 *mm*、91 *mm*及21.8℃，旱季之值分別為76 *mm*、56 *mm*及15.8℃，而過渡期之值則分別為176 *mm*、66 *mm*及20.1℃。

一、季節性降水中同位素組成之異同

本研究收集分析1999年12月至2001年1月連續14個月共計83個降水標本的氫、氧同位素組成，全部雨水之氫同位素組成分佈在-130‰~10‰，氧同位素組成分佈在-17.2‰~0.8‰(表一)，雨水之氫、氧同位素組成的範圍分佈極廣，顯示大氣降雨之冷凝機制極為複雜。夏季雨期的氫同位素分佈在-130‰~5‰，氧同位素分佈在-17.2‰~0.4‰，其平均值分別為-54 ± 34‰與-7.9 ± 4.3‰；冬季旱期的氫同位素分佈在-114‰~-1‰，氧同位素分佈在-15.5‰~-0.5‰，



圖二 台灣中部日月潭氣候站之月平均氣象資料(a) 1951至2000年；(b) 1999年十二月至2001年一月

Fig. 2. Monthly climate data of average temperature, precipitation and evaporation in Sun-Moon Lake weather station of central Taiwan. (a) the period of 1951 to 2000; (b) the period of Dec. 1999 to Jan. 2000.

其平均值分別為-40 ± 34‰與-6.1 ± 4.3‰，過渡期之氫、氧同位素平均值分別為-36 ± 31‰與-5.4 ± 3.8‰，其值與冬季旱期較為相近。

d過剩值可做為季風降雨來源之指標[45-47]，其定義為d = 8 × δ^{18}O − δD，以本研究而言，三季節時段d過剩值之平均值分別為9 ± 3‰、9 ± 3‰與 8 ± 2‰。統計比較夏季雨期與冬季旱期二期雨水之同位素組成之差異(表二)，顯示二者在 d 過剩值上均未達到顯著差異之水準。因此，雖然d值是一非常有用的季節性季風指標，可作為季節性地下水補注的判斷依據，但由本研究區雨、旱二期雨水之d過剩值

表一　各季雨水之同位素組成統計值

Table 1. Isotopic statistics of rainwaters in each sampling season

Season[1]	Rainy			Dry			Transition		
	δD	$\delta^{18}O$	d[2]	δD	$\delta^{18}O$	d	δD	$\delta^{18}O$	d
Mean	-54	-7.9	9	-40	-6.1	9	-36	-5.4	8
Medium	-47	-6.8	8	-25	-4.3	9	-30	-4.8	7
Stdev.	34	4.3	3	34	4.3	3	31	3.8	2
Kurtosis	-0.23	-0.21	-0.49	0.00	0.10	1.35	0.61	0.80	0.14
Skewness	-0.58	-0.56	0.43	-1.06	-1.03	0.26	-0.80	-0.73	-0.20
Min.	-130	-17.2	2	-114	-15.5	3	-113	-15.2	33
Max.	5	0.4	16	-1	-0.5	16	10	0.8	11
No.	40	40	40	24	24	24	19	19	19

1 Rainy season: June~September; Dry season: November~March; Transition season: October, April, and May.

2 $d = \delta D - 8\delta^{18}O$.

表二　雨、旱二季雨水之同位素組成統計比較

Table 2. Comparison of the isotopic compositions of rainwaters between rainy and dry season

	δD		$\delta^{18}O$		d	
Season	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry
Mean	-54	-40	-7.9	-6.1	9	9
Variance	1157	1182	18.13	18.11	11	8
No.	40	24	40	24	40	24
F[1]	1.021		0.999		0.665	
t[2]	1.629		1.672		-0.390	

1 Significant difference level. F(0.05, 23, 39) = 1.810; F(0.95, 23, 39) = 0.521.

2 Significant difference level. t(0.05/2, 62) = 1.999.

均無達到顯著差異之水準，顯示並不能利用 d 過剩值作為判斷相關水體季節性來源的依據。

因從海水蒸發到內陸降水的作用過程，連續的同位素分化作用過程是建立在蒸發和冷凝的同位素平衡條件下，因而大氣降水中的氫和氧同位素分佈就有一特定關係存在[9, 10, 48]。由本研究區雨水標本之氫氧同位素關係顯示(圖三)，西南季風期雨季雨水的氫氧同位素關係式為(圖三(a)，L1)：

$$\delta D = (8.0 \pm 0.1)\,\delta^{18}O + (8.7 \pm 1.1)$$
$$n = 40,\ R^2 = 0.99 \quad \cdots\cdots (1)$$

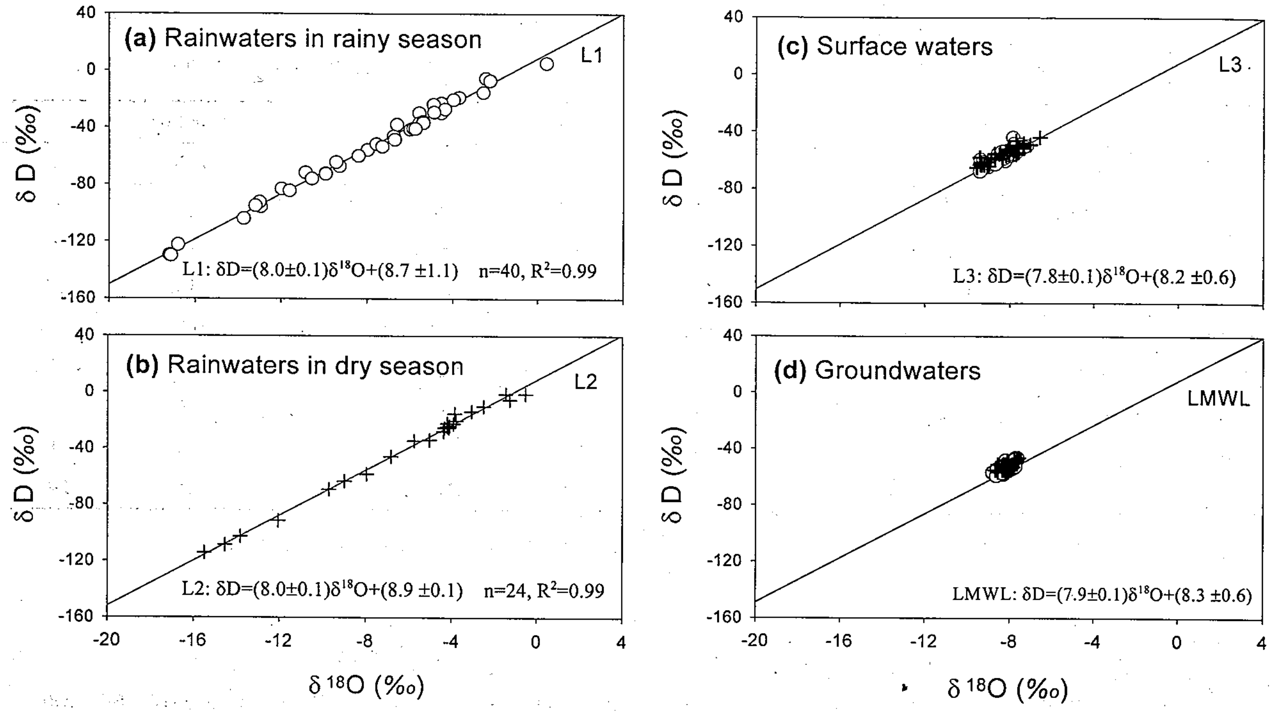
與東北季風期旱季之關係式(圖三(b)，L2)：

$$\delta D = (8.0 \pm 0.1)\,\delta^{18}O + (8.9 \pm 0.1)$$
$$n = 24,\ R^2 = 0.99 \quad \cdots\cdots (2)$$

比較，二者在斜率值及截距值幾近相同。綜合所有雨水數據可得南投地區全年雨水之氫氧同位素關係式為(圖三(c)，L3)：

$$\delta D = (7.8 \pm 0.1)\,\delta^{18}O + (8.2 \pm 0.6)$$
$$n = 83,\ R^2 = 0.99 \quad \cdots\cdots (3)$$

比較雨、旱二季之氫、氧同位素組成顯示，雨季之平均值較旱季分別輕約 14‰與 1.8‰(表一)，二季之同位素組成在統計上接近達到顯著之差異程度(表二)。一般而言，單一測站之雨水的氫、氧同位素組成會受溫度及降雨氣團本身水分子中同位素含量分佈的影響。以溫度效應而言，氣溫越高時所形成雨水的氫、氧同位素組成也會相對越重[9, 48]；而雨量較多之季節，其雨水之氫、氧同位素組成會顯的較輕，是為雨量效應[9, 48]，因此，溫度與雨量二效應對



圖三 雨季 (a)、旱季 (b) 雨水之氫、氧同位素組成分佈圖，L1 及 L2 分別為其之迴歸關係式；(c) 雨 (○)、旱 (+) 二季地表水之氫、氧同位素組成分佈與全部雨水之氫、氧同位素關係式 (L3) 比較圖；(d) 雨 (○)、旱 (+) 二季地下水之氫、氧同位素組成分佈與本研究區之氫、氧同位素天水線 (LMWL) 比較圖

Fig. 3. The δD- δ^{18}O relationship for waters in each specified comparing. Rainwaters in rainy (a) and dry (b) season, L1 and L2 represent the least- squares lines for rainy and dry season, respectively; (c) The distribution of isotopic compositions in surface waters of rainy (○) and dry (+) season along with the least- squares line for whole rainwaters (L3); (d) The distribution of isotopic compositions in groundwaters of rainy (○) and dry (+) season along with the local meteoric water line (LMWL).

雨水之氫、氧同位素組成呈相反效應的影響。是故，造成雨季之同位素組成平均值較旱季為輕之原因，可能是雨量效應與溫度效應相互影響、且雨量效應掩蓋了溫度效應所致。夏季雨期雖然氣溫相對較高，但是雨量通常量大(圖二)且集中[32, 35]，使得氫、氧同位素組成相對的較輕，反之，冬季旱期雨水的氫、氧同位素組成也就相對的較重，此現象與雲林、嘉南、屏東等台灣中南部地區所得到的變化型態是相同的[49-53]。

二、集水區地表水之同位素組成特徵

地表溪水源自雨水，因此，雨水中所印記的訊息也將保留至溪水中。由前節各季雨水之同位素特徵比較，顯示 d 過剩值並不能做為季節性差異比較之依據，且因雨量效應掩蓋了溫度效應，致夏季雨期雨水之氫、氧同位素組成之平均值較冬季旱期之值為輕。

本研究所有流域溪水各季之氫、氧同位素組成均沿本研究區全年雨水之氫氧同位素關係式((3)式)分佈(圖三(c))，且其氫、氧同位素組成之分佈範圍較雨水為集中，表示溪水源自雨水，而雨水在降至地面形成逕流匯集至溪流的過程中產生緩衝效應，致氫、氧同位素組成均匀化，使其差異變小[50-51]。圖三(c)同時顯示溪水並未遭受強烈蒸發作用而改變其同位素組成[12]，因此，綜合所有雨水與地表水之數據可得南投地區之氫氧同位素天水線(local meteoric water line, LMWL)圖三(d)：

$$\delta D = (7.9 \pm 0.1)\,\delta^{18}O + (8.3 \pm 0.6)$$
$$n = 159,\ R^2 = 0.99 \quad \cdots\cdots (4)$$

此氫氧同位素天水線與所謂之世界天水線(MWL)：$\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ 相近[10, 48]，且與台灣中南部各地區之區域性天水線類似[23]。氫氧同位素天水線在同位素水文相關領域的研究上是一條很重要的參考線，因為在常溫(非溫泉或地熱水)的情況下，地下水中的穩定氫、氧同位素會幾乎保存當初天水情形時的組成。因此，任何一個特定地區地下水，可藉其與當地

氫氧同位素天水線間的關係，判斷這地下水的來源及演變過程[54-55]。

全部溪水之雨、旱二季同位素組成顯示(表三)，雨季標本的氫、氧同位素平均值分別為-56±5‰與-8.3±0.6‰，d平均值為10±3‰；旱季的氫、氧同位素平均值分別為-56 ± 5‰與-8.3 ± 0.7‰，d 平均值為 10 ± 3‰。統計比較雨、旱二季溪水同位素組成之差異(表三)，顯示二季溪水之同位素組成均未達到顯著差異之水準，且其平均值與雨季雨水之同位素平均值(表一)相近。統計比較雨、旱二季溪水與雨水同位素組成之差異(表四)，顯著之差異只表現在旱季雨水與各季溪水之間，顯示溪水主要源自雨季之雨水，這與南投地區之氣候資料相符(圖二(a)、(b))，因此，氣象資料提供水文背景資料，而氫、氧同位素則以實際測值驗證溪水之季節來源。

由各流域地表溪水之氫、氧同位素分析結果顯示(表五)，各流域之溪水並沒有雨、旱的季節性差異，其間之差值大多在試驗之分析誤差範圍內。以氫、氧同位素分佈範圍及平均值而言，南港溪流域之同位素分佈範圍最廣，因其河流長度長、支流眾多，故造成此現象；北港溪流域之平均值最輕、南港溪流域次之，而貓羅溪流域最重，這與各流域溪水的集水高度有關。由圖四顯示，除貓羅溪流域在雨季之同位素組成顯得較輕外，各流域地表溪水雨、旱二季之同位組成差異也不是非常明顯。此外，由圖四(b)亦顯示北港溪流域的二個重要支流，因集水來源高度不同，而明顯有二區之分佈，一為集水高程較高、其同位素組成分佈在較輕區域的北港溪主流；另一為集水高程較

表三 雨、旱二季間地表水同位素組成之統計比較

Table 3. Comparison of the isotopic compositions of surface waters between rainy and dry season

	δD		$\delta^{18}O$		d	
Season	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry
Mean	-56	-56	-8.3	-8.3	10	10
Medium	-56	-55	-8.2	-8.2	9	11
Stdev.	5	5	0.6	0.7	3	3
Kurtosis	-0.43	-0.70	-0.59	-0.68	1.33	0.25
Skewness	0.00	0.00	-0.35	-0.08	1.10	0.33
Min.	-68	-65	-9.4	-9.6	5	6
Max.	-44	-44	-7.2	-6.6	19	17
No.	38	38	38	38	38	38
F^1	1.003		0.660		1.385	
t^2	-0.647		0.000		-1.249	

1 Significant difference level. F(0.05, 37, 37) = 1.730; F(0.95, 37, 37) = 0.578.

2 Significant difference level. t(0.05/2, 74) = 1.993.

表四 雨、旱二季間地表水對雨水同位素之 t 檢定

Table 4. The t-test of isotopic compositions between rainwaters and surface watetrs in rainy and dry season

	δD	$\delta^{18}O$	Degree of freedom
Surface waters vs Rainwaters in dry season	-2.200[1]	-2.469[1]	24
Rainy season's surface waters vs Dry season's rainwaters	-2.316[1]	-2.477[1]	24
Surface waters vs Rainwater in rainy season	-0.370	-0.482	41
Dry season's surface waters vs Rainy season's rainwaters	-0.220	-0.479	41

1 Significant difference level. t(0.05/2, 24) = 2.064; t(0.05/2, 41) = 2.020.

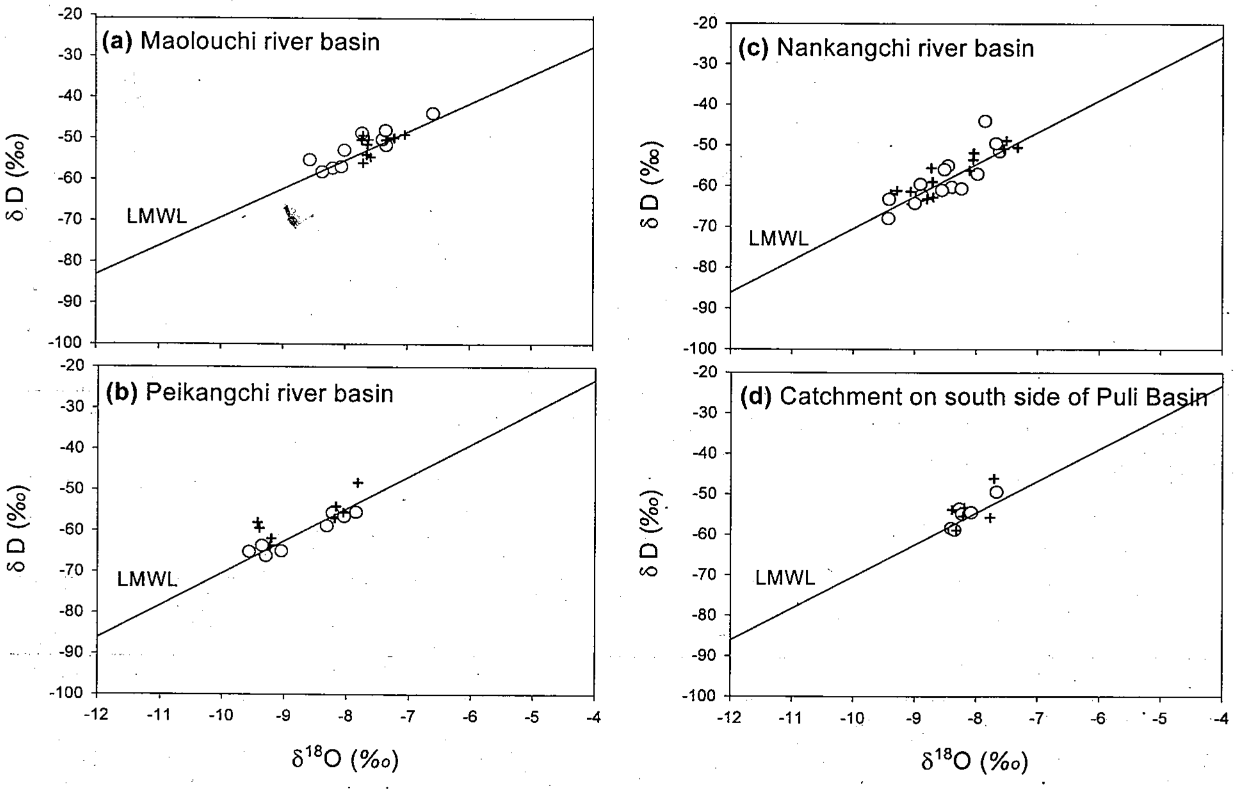
表五 各流域地表水雨、旱二季同位素組成之統計比較

Table 5. Comparisons of the isotopic compositions of surface waters between rainy and dry season in each river basin

River basin	Peikangchi				Nankangchi				Catchment on south side of the Puli Basin				Maolouchi			
	δD		$\delta^{18}O$		δD		$\delta^{18}O$		δD		$\delta^{18}O$		δD		$\delta^{18}O$	
Season	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry
Mean	-59	-59	-8.7	-8.7	-58	-58	-8.4	-8.6	-56	-53	-8.2	-8.1	-53	-51	-7.8	-7.5
Medium	-59	-58	-8.7	-8.7	-61	-60	-8.5	-8.8	-56	-54	-8.3	-8.2	-53	-50	-7.7	-7.5
Stdev.	6	4	0.6	0.7	7	5	0.6	0.6	2	5	0.2	0.3	3	4	0.4	0.5
Kurtosis	0.74	-1.93	-2.16	-2.47	0.09	-1.60	-1.05	-1.24	-1.55	-0.51	3.80	-1.57	-1.41	-0.31	-0.04	1.62
Skewness	0.71	-0.35	0.13	-0.01	0.78	0.31	-0.03	0.44	-0.59	0.36	1.88	0.45	-0.33	-0.18	-0.39	-0.09
Min.	-66	-65	-9.4	-9.6	-68	-64	-9.4	-9.4	-59	-59	-8.4	-8.4	-57	-58	-8.6	-8.4
Max.	-48	-54	-7.8	-7.9	-44	-50	-7.5	-7.6	-54	-46	-7.8	-7.7	-49	-44	-7.2	-6.6
No.	8	8	8	8	12	12	12	12	6	6	6	6	10	10	10	10
F^1	1.719		0.775		1.802		0.961		0.202		0.610		0.504		0.796	
t^2	0.146		0.184		0.034		0.745		-1.516		-1.228		-0.982		-1.693	

1 Significant difference level. F(0.05, 7, 7) = 3.787; F(0.95, 7, 7) = 0.264; F(0.05, 11, 11) = 2.818; F(0.95, 5, 5) = 0.198; F(0.95, 9, 9) = 0.315.

2 Significant difference level. t(0.05/2, 14) = 2.145; t(0.05/2, 22) = 2.074; t(0.05/2, 10) = 2.228; t(0.05/2, 18) = 2.101.



圖四 本研究各流域地表水雨（○）、旱（+）二季採樣之氫、氧同位素組成分佈圖。(a) 貓羅溪流域；(b) 北港溪流域；(c) 南港溪流域；(d) 埔里盆地南側流域

Fig. 4. The δD- $\delta^{18}O$ relationship for surface waters of each river basin in rainy (○) and dry (+) seasons. (a) Maolouchi river basin; (b) Peikangchi river basin; (c) Nankangchi river basin; (d) Catchment on south side of the Puli Basin.

低、其同位素組成分佈在較重區域的水長流溪。因集水高程不同造成同位素組成差異的原因為溪水源自雨水，同時溪水主要是由集水區之逕流匯集而成。在降水的過程中，連續的同位素分割作用，會造成地表降水中氫、氧同位素組成的變化會因溫度、陸地、緯度、高度等效應的影響，使得不同時段、不同地區的降雨會有不同的同位素組成[(9)(48)]，因此，高程越高處之天水，其同位素組成也會較平地為輕。

為了解南投地區地表水同位素的高程效應，本研究選擇九個未經支流明顯混合之溪水採樣點(S2、S5、S6、S12、S13、S14、S15、S16、S17)的支流集水區(圖一)，計算其集水區之平均高程與同位素組成間之關係，以了解本研究區各流域溪水可能的集水高程分佈。平均高程之求取為利用求積儀在比例尺為五萬分之一的地形圖上作業，利用面積法求得[(56)]，其式如下：

$$H=\frac{1}{A}\sum_{i=1}^{n}(\frac{h_i+h_{i+1}}{2})\times A_i \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5)$$

上式中，h_i、h_{i+1} 為相鄰等高線之高程線，A_i 為 h_i、h_{i+1} 二相鄰等高線間之帶狀面積，A 為流域總面積。

由九個數據點所得之平均高程(H)與同位素組成間之線性迴歸式如下：

$$H_{O\text{-}18}=-1029.9\times\delta^{18}O_A-7459.8 \quad R^2=0.86\cdots(6)$$

$$H_D=-109\times\delta D_A-5073 \qquad R^2=0.73$$

上式中，$H_{O\text{-}18}$ 與 H_D 分別代表採樣點的集水區平均高程與其各季之同位素平均值($\delta^{18}O_A$、δD_A)間的關係。

若依據此(6)式之氧同位素組成與集水區平均高程之關係可得各相關流域之集水高程特徵(圖五(a))，貓羅溪流域溪水的集水平均高程約為 550 ± 350 *m*，埔里盆地南側集水區流域約為 900 ± 250 *m*；北港溪流域中北港溪之集水平均高程約為 2050 ± 150 *m*，而水長流溪為 900 ± 200 *m*。南港溪流域因其河流長度長、支流眾多，其水體為多處來源之混合體，故不適做溪水的集水高程評估，以其同位素組成而言，其平均高程約在 1300 ± 600 *m*。同時由(6)式可得氫、氧同位素之高程梯度分別為-1‰/100 *m*與-0.1‰/100 *m* (圖五(a))，此與台灣其他區所觀察到的結果[(49-53)]比較偏低，顯示在台灣地表水同位素的高程效應有明顯的區域性差異，可能因集水區範圍越大，同位素的高程效應的梯度就會偏低[(49-50)]。

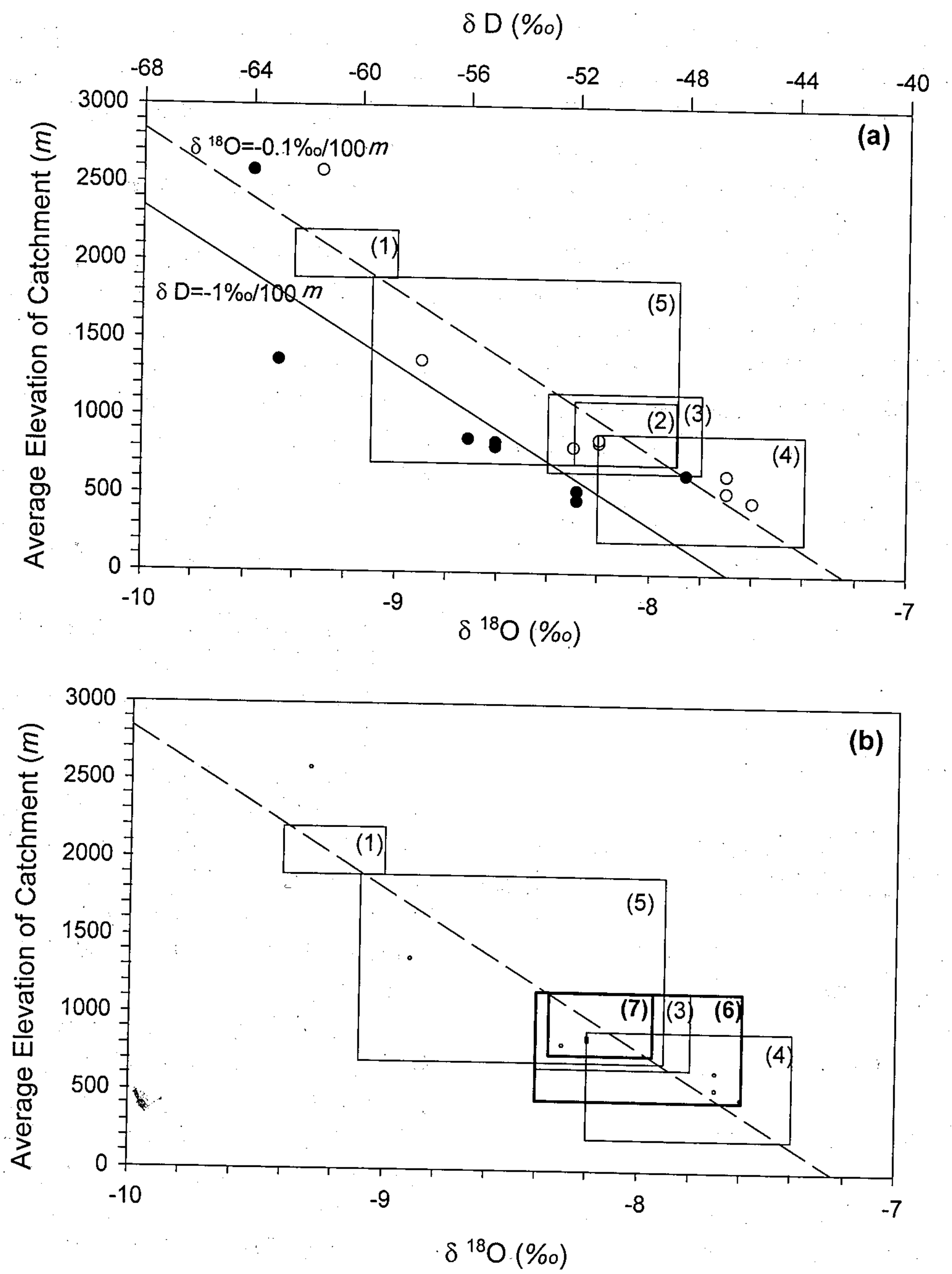
三、地下水之補注來源

地下水的氫、氧同位素組成，主要受補注區的雨水、地表水及補注過程所影響。一般而言，地下水的氫、氧同位素組成反映補注區的降雨或地表水的長期平均值[(49-50)]，除非地下水在含水層中經過極長期的駐留時間或經歷地熱環境之較高的溫度，或與其他同位素組成差異極大的水團混合，否則一般都會呈現守衡不變的地球化學特性。因此，利用這地下水氫、氧同位素組成的守衡特性，配合當地雨水及地表水由同位素組成所顯示出的天水線及水文特徵，可作為判斷地下水的來源區域、時期及補注特徵時的有用依據[(12-17)]。

由地下水之氫、氧同位素分析結果顯示，所有地下水之氫、氧同位素組成均沿本研究區之氫氧同位素天水線分佈(LMWL)(圖三(d))，且其氫、氧同位素組成之分佈範圍較地表天水為集中，表示雨水在降至地面形成逕流匯集至溪流後入滲形成地下水的過程中產生均勻化作用，使氫、氧同位素組成差異變小，圖三(d)同時顯示地下水並未遭受強烈蒸發作用而改變其同位素組成。

貓羅溪流域地下水雨季標本的氫、氧同位素平均值分別為-54 ± 3‰與-8.2 ± 0.3‰，旱季之平均值分別為-53 ± 2‰與-8.1 ± 0.2‰；埔里盆地地下水雨季標本的氫、氧同位素平均值分別為-52‰與-8.0‰，旱季之平均值分別為-52 ± 4‰與-8.1 ± 0.4‰ (表六)。統計比較埔里盆地及貓羅溪流域地下水分別在雨、旱二季同位素組成之差異(表六)，顯示此二流域之地下水在雨、旱二季之同位素組成均未達到顯著差異之水準。以此二流域而言，顯著之差異只表現在旱季雨水與各期之地下水間，顯示旱季之雨水與地下水間無顯著關聯，此結果與溪水之現象相同。

以地理位置而言(圖一)，埔里盆地地下水之補注與流經埔里盆地之南港溪河段及埔里盆地南側山區之集水區較為有關，而貓羅溪流域之地下水則可能與此流域東側之集水區較為有關，因此，比較研究區地下水與地表水之同位素關係，則可了解地下水之補注型態[(12,16,17)]。圖五(b)初步比較貓羅溪流域及埔里盆地地下水與其鄰近地表水之氧同位素集水高程關



圖五 (a) 上游集水區地表水氫、氧同位素組成對集水區流域之平均高程做圖結果，及由氧同位素組成所顯示各流域溪水集水區之特徵高程；(b) 地下水之氧同位素平均高程與圖五(a) 之比較。(1) 北港溪；(2) 水長流溪；(3) 埔里盆地南側溪流；(4) 貓羅溪；(5) 南港溪；(6) 埔里盆地地下水；(7) 貓羅溪流域地下水

Fig. 5. (a) $\delta^{18}O$ and δD values of selected surface waters as a function of average elevation of catchments in upstream area. This figure also shows the characteristic elevation of each river basin catchment derived from oxygen composition. (b) Comparison of average oxygen isotopic elevation of groundwaters with Fig. 5(a). (1) Peikangchi river; (2) Shuichangliuchi river; (3) Rivers at south side of the Puli Basin; (4) Maolouchi river; (5) Nankangchi river; (6) Groundwaters in the Puli Basin; (7) Groundwaters in Maolouchi river basin.

係，顯示埔里盆地地下水之平均來源高程與埔里盆地南側山區之集水區高程有密切之關係，貓羅溪流域地下水之平均來源高程與其東側集水區之集水區高程較為有關。

統計比較貓羅溪流域地下水與東側之集水區地表溪水之氫、氧同位素組成關係（表七），除旱季地表水與雨季地下水間顯示達到顯著差異外，其餘均指示出各季地下水與地表水間，只單在氧同位素組成上達到顯著差異之情形。此只單在氫或氧同位素組成上顯示有關聯的特徵現象，表示地下水可能有水體混合的情況發生[57]，也就是說本區之地下水之來源除

表六　各流域地下水雨、旱二季同位素組成之統計比較

Table 6. Comparison of the isotopic compositions of groundwaters between rainy and dry season in each groundwater province

Groundwater province	Maolouchi River basin				Puli Basin			
	δD		$\delta^{18}O$		δD		$\delta^{18}O$	
Season	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry	Rainy	Dry
Mean	-54	-53	-8.2	-8.1	-52	-52	-8.0	-8.1
Medium	-54	-53	-8.2	-8.2	-53	-52	-7.9	-8.0
Stdev.	3	2	0.3	0.2	4	3	0.4	0.4
Kurtosis	-0.16	1.71	0.28	1.91	-1.15	0.12	-1.14	-1.53
Skewness	0.63	1.25	-0.08	0.77	0.00	-0.44	-0.67	-0.30
Min.	-58	-55	-8.8	-8.5	-59	-57	-8.6	-8.7
Max.	-47	-46	-7.7	-7.6	-46	-47	-7.6	-7.6
No.	26	26	26	26	12	12	12	12
F[1]	1.781		1.882		2.502		0.917	
t[2]	-1.599		-0.505		-0.555		0.274	

1 Significant difference level. F(0.05, 25, 25) = 1.955; F(0.05, 11, 11) = 2.818; F(0.95, 11, 11) = 0.355.

2 Significant difference level. t(0.05/2, 50) = 2.009; t(0.05/2, 22) = 2.074.

表七　各流域地下水與地表水雨、旱二季之同位素組成之 t 檢定

Table 7. The t-test of isotopic compositions between groundwaters and surface watetrs in rainy and dry season in each groundwater province

	Maolouchi River basin				Puli Basin							
					vs Nankangchi River				vs southern river basin			
	δD	Degree of freedom	$\delta^{18}O$	Degree of freedom	δD	Degree of freedom	$\delta^{18}O$	Degree of freedom	δD	Degree of freedom	$\delta^{18}O$	Degree of freedom
Groundwaters vs Surface waters in dry season	-1.108	11	-4.313[1]	10	3.867[1]	16	2.647[1]	18	0.766	16	-0.047	16
Rainy season's groundwaters vs Dry season surface waters	-2.178*	34	-4.408[1]	11	2.910[1]	22	2.873[1]	17	0.223	16	0.195	16
Groundwaters vs Surface waters in rainy season	-1.018	34	-2.494[1]	12	2.372[1]	22	1.998	17	1.915	16	1.326	16
Dry season's groundwaters vs Rainy season's surface waters	0.050	34	-2.345[1]	11	3.000[1]	14	1.777	18	3.480[1]	16	1.031	16

1 Significant difference level. t(0.05/2, 10) = 2.228; t(0.05/2, 11) = 2.201; t(0.05/2, 12) = 2.179; t(0.05/2, 14) = 2.145; t(0.05/2, 16) = 2.120; t(0.05/2, 17) = 2.110; t(0.05/2, 18) = 2.101; t(0.05/2, 22) = 2.074; t(0.05/2, 34) = 2.032.

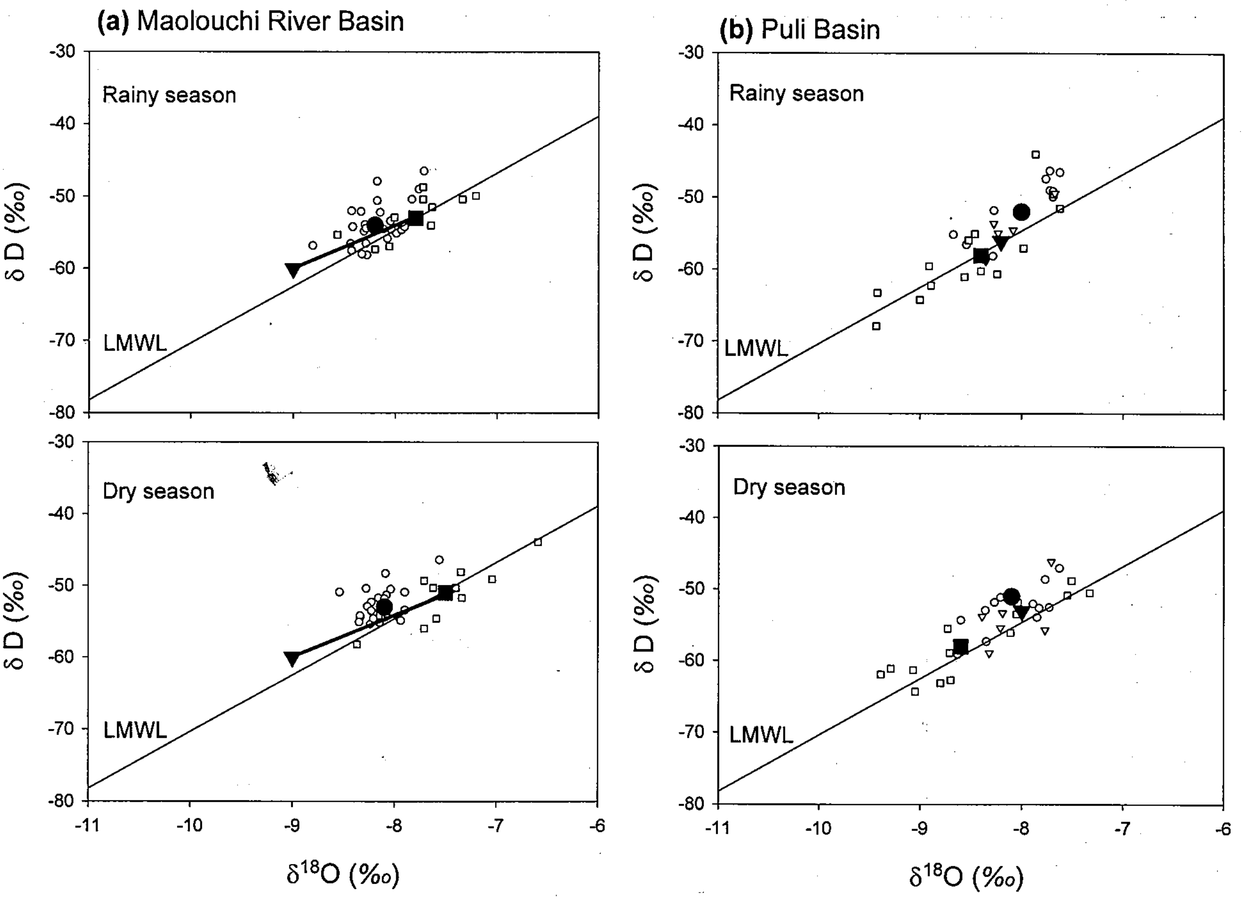
東側貓羅溪流域集水區外，尚有其他來源。以本流域之地理關係及地表地形而言，西側八卦山區，地勢陡峭，無顯著之溪流橫入本區，南側與濁水溪相接處之名間地區並無地形屏障，因此，推斷貓羅溪流域地下水之另一來源可能來自南側之濁水溪(圖一)。

如果根據貓羅溪流域地區地下水、地表溪水與濁水溪溪水之雨、旱二季之氧同位素平均值，利用質量平衡之二端點混合模式[57]，假設地下水之補注來源均來自地表水，計算貓羅溪流域地表溪水及濁水溪溪水分別在雨、旱二季對本區地下水的貢獻。二端點混合模式公式為：

$$\delta^{18}O_{groundwater} = X \times \delta^{18}O_{surface\ water\ A} + (1 - X) \times \delta^{18}O_{surface\ water\ B} \quad \cdots\cdots (7)$$

因本研究並無濁水溪溪水的同位素測值，故引用汪等[49-50]在濁水溪名間附近之玉峰大橋與彰雲大橋五組同位素數據之平均值($\delta^{18}O$ = -9.0‰，δD = -60‰)作為在二端點混合模式中，代表濁水溪雨、旱二季之端點值。貓羅溪流域地下水及東側集水區地表溪水雨季之氧同位素組成分別為-8.2‰與-7.8‰，旱季則分別為-8.1‰與-7.5‰。利用(7)式可得雨季之地下水約有67%來自東側集水區，在冬季則約有60%，也就是說，來自濁水溪之水源貢獻量約為其東側山區之集水區的二分之一。因此，推斷濁水溪溪水對貓羅溪流域地下水水源有不可忽視之貢獻(圖六(a))。

在埔里盆地地區，分別統計比較埔里盆地地下水分別與南港溪流域及埔里盆地南側山區集水區地表溪水之氫、氧同位素組成季節性



圖六 貓羅溪流域及埔里盆地地下水與鄰近地表水之氫、氧同位素組成分佈比較 (a) 貓羅溪流域：地下水 (○) 及其平均值 (●)；貓羅溪地表水 (□) 及其平均值 (■)；濁水溪溪水平均值 (▼)。(b) 埔里盆地：地下水 (○) 及其平均值 (●)；南港溪地表水 (□) 及其平均值 (■)；埔里盆地南側集水區地表水 (▽) 及其平均值 (▼)

Fig. 6. The δD- $\delta^{18}O$ relationship for groundwaters and surface waters in the rainy and dry seasons. Maolouchi river basin: Groundwaters (○) and their average value (●); Maolouchi river water (□) and their average value (■), and average value of Choshuichi river water (▲). (b)Puli Basin: Groundwaters (○) and their average value (●); Nankangchi river water (□) and their average value (■); River water from the south side of Puli Basin (▽) and their average value (▼).

關係(表七)。在南港溪流域而言，顯示冬季之地表水與埔里盆地冬、夏二時期地下水無顯著關聯，其餘之季節性關係比較均顯示出地下水有水體混合之現象。在盆地南側山區之集水區方面，除夏季地表水與冬季地下水同位素組成顯示有水體混合現象外，其餘之季節性關係比較均顯示出地下水與地表水間有顯著之關聯性。因此，由上述之統計比較，可推論埔里盆地地下水之補注水源主要來自雨季之天水，而其地表水源主要與來自盆地南側山區集水區之水體較為有關。由於地下水與地表水二者之氧同位素平均值差距非常小(圖六(b))，因此，推測來自盆地南側山區集水區之水源應佔90%以上，而根據氧同位素高程計算式((6)式)，此水源來自集水區平均高程約800 *m* 的地區。

至於表七中顯示部分時期之地下水顯示有少量不同水體的混合現象，如果只根據地表地形與地理位置關係，則可能推測為南港溪流域與埔里盆地南側山區之集水區二區地表溪水源相混所致。但根據埔里盆地地下水、南港溪流域及埔里盆地南側山區之集水區地表溪水之雨、旱二季之同位素平均值關係(圖六(b))，顯示似應有另一同位素組成較地下水為重的水源進入，這水源可能有二：一為雨水，另一為較低高程山區集水區來源之水。就現有資料而言並無法判斷此來源為何，但由圖六(b)顯示，此另一同位素組成較重之水源在雨季影響埔里盆地地下水的程度較旱季為顯著。

由上述埔里盆地與貓羅溪流域地下水與地表水同位素組成之特徵比較顯示，對於位在上游集水區地區之地下水而言，來自其附近山區集水區的水量貢獻會比其附近流經之河川要顯得重要，即山區集水區為本研究區地下水的主要補注區。對於地下水之補注區應嚴格規劃其土地利用型態，據以嚴格管理，不應於區內設置垃圾掩埋場、工業區等，在農業活動上應慎用農藥與肥料，以免污染水源地，造成地下水污染。

結　　論

綜合雨水、地表水及地下水之氫、氧同位素組成分析及統計比較，配合相關之氣候水文及地理環境資料，可得南投地區之水文環境特徵及意義如下：

由各季雨水之同位素特徵比較，顯示 d 過剩值並不能做為季節性差異比較之依據，且因雨量效應掩蓋了溫度效應，致夏季雨期雨水之氫、氧同位素組成之平均值較冬季旱期之值為輕。因雨季之雨量佔全年之一半以上，且旱季之蒸發量大於降雨量，故在本研究區地表水及地下水之同位素特徵中，均顯示出源自雨季之降水為地表水及地下水主要的補注水源。

因各集水區降雨的高度不同致地表水產生同位素高程效應，由地表溪水平均集水高程與同位素組成間反映出之氫、氧同位素的高程效應分別為-1‰/100 *m* 與-0.1‰/100 *m*。由溪水之同位素高程關係顯示，北港溪流域流域中北港溪之集水平均高程最高，平均約為2000 *m*；貓羅溪流域之集水平均高程最低，約為550 *m*；而埔里盆地南側流域之集水平均高程約為 900 *m*。

以地下水之補注區及補注來源而言，來自研究區附近山區集水區的水量貢獻會比其附近流經之河川要顯得重要。埔里盆地之地下水約有90%以上來自其南側山區之集水區，而貓羅溪流域之地下水主要來自其東側山區之集水區，而來自濁水溪之水源貢獻量約為東側山區之集水區的二分之一。

誌　　謝

本研究承自來水公司四區管理處協助地下水現場採樣，中央研究院地球科學研究所提供氣相質譜儀分析設備，並蒙行政院國家科學委員會經費補助(NSC89-2116-M-005-001-)謹致謝忱。

參 考 文 獻

(1) J. R. Gat and R. Gonfiantini: Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. *I.A.E.A. Tech. Rep. Ser.* No.210, Vienna (1981).
(2) C. Kendall and J. J. McDonnell: *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier, Amsterdam (1998).
(3) T. W. Boutton and S. I. Yamasaki: *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker, Inc, New York (1996).
(4) J. P. Brunel, G. R. Walker and A. K. Kennett-Smith: Field validation of isotopic procedures for determining sources of water used by plants in a semi-arid environment. *J. Hydrol.*, **167**: 351-368 (1995).
(5) J. P. Brunel, G. R. Walker, J. C. Dighton and B. Monteny: Use of stable isotopes of water to determine the origin of water used by the vegetation and to partition evapotranspiration: A case study from HAPEX-Sahel. *J. Hydrol.*, **188-189**: 466-481 (1997).
(6) H. Forstel: Hydrogen and oxygen isotopes in soil water: Use of ^{18}O and D in soil water to study the soil-plant-water system. In: *Mass Spectrometry of Soils* (T. W. Boutton and S. I. Yamasaki eds.), pp. 285-340. Marcel Dekker, Inc, New York (1996).
(7) K. Lajtha and J. D. Marshall: Sources of variation in the stable isotopic composition of plants. In: *Stable Isotope in Ecology and Environmental Science* (K. Lajtha and B. H. Michener eds.), pp. 1-24. Blackwell, London (1994).

(8) C. D. Walker and S. B. Richardson: The use of stable isotopes of water in characterizing the source of water in vegetation. *Chem. Geol.*, **94**: 145-158 (1991).
(9) Y. Yurtsever and J. R. Gat: Atmospheric waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle* (J. R. Gat and R. Gonfiantini eds.), pp. 103-142. I.A.E.A. Tech. Rep. Ser. No. 210, Vienna (1981).
(10) H. Craig: Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, **133**: 1702-1703 (1961).
(11) J. Jouzel, K. Froehlich and U. Schotterer: Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: Data and modeling. *Hydrol. Sci. J.*, **42**: 747-763 (1997).
(12) P. Fritz: River waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle* (J. R. Gat and R. Gonfiantini eds.), pp. 177-202. I.A.E.A. Tech. Rep. Ser. No. 210, Vienna (1981).
(13) L. Quijano and M. Dray: Origin of groundwater. In: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, pp. 273-283. I.A.E.A. Tech. Rep. Ser. No. 91, Vienna (1983).
(14) K. Rozanski: Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters—Links to atmospheric circulation in the past. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **52**: 349-363 (1985).
(15) B. Simpson and M. K. Stewart: Geochemical and isotope identification of warm groundwaters in coastal basins near Tauranga, New Zealand. *Chem. Geol.*, **64**: 67-77 (1987).
(16) B. R. Payne: Interaction of surface water with groundwater. In: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, pp. 319-326. I.A.E.A. Tech. Rep. Ser No. 91, Vienna (1983).
(17) K. A. McCarthy, W. D. McFarland, J. M. Wilkinson and L. D. White: The dynamic relationship between ground water and the Columbia River: Using deuterium and oxygen-18 as tracers. *J. Hydrol.*, **135**: 1-12 (1992).
(18) B. R. Payne: Groundwater salinization. In: *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, pp. 351-357. I.A.E.A. Tech. Rep. Ser. No. 91, Vienna (1983).
(19) J. L. Banner, G. J. Wasserburg, P. F. Dobson, A. B. Carpenter and C. H. Moore: Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 383-398 (1989).
(20) K. K. Liu: Hydrogen and oxygen isotopic compositions of meteoric waters from the Tatun Shan area, northern Taiwan. *Bull. Ins. Earth Sci. Academia Sinica*, **4**: 159-175 (1984).
(21) K. K. Liu, T. F. Yui, Y. N. Shieh, S. C. Chiang, L. H. Chen and J. Y. Hu: Oxygen and carbon isotopic studies of carbonate minerals from the deep well CPC-CS-16T in Chingshui geothermal field, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, **22**: 69-84 (1986).
(22) K. K. Liu, T. F. Yui, Y. N. Shieh, S. C. Chiang, L. H. Chen and J. Y. Hu: Hydrogen and oxygen isotopic compositions of meteoric and thermal waters from the Chingshui geothermal area, northeastern Taiwan. *Proceed. Geol. Soc. China*, **33**: 143-165 (1990).
(23) C. H. Wang, C. H. Kuo, T. R. Peng, W. F. Chen, T. K. Liu, C. J. Chiang, W. C. Liu and J. J. Hung: Stable isotope characteristics of Taiwan groundwaters. *Western Pacific Earth Sciences*, **1**: 415-428 (2001).
(24) C. H. Wang, T. R. Peng and T. K. Liu: The salinization of groundwater in the northern Lan-Yang Plain, Taiwan: Stable isotope evidence. *J. Geol. Soc. China*, **39**: 301-310 (1996).
(25) 彭宗仁、汪中和、黃智昭、陳文政、費立沅、賴典章：嘉南平原南側地區地下水之氫氧同位素特徵。*中華水土保持學報*，(2001)。(Submitted)
(26) 彭宗仁、劉聰桂、汪中和、賈儀平、劉振宇、譚義績：宜蘭平原之水文地質及地下水之補注型態。*八十四年度農業工程研討會論文集*，pp. 343-357，台北 (1995)。
(27) 汪中和、劉文徹：由穩定同位素組成探討嘉南平原地下水的補注。*第二屆下水資源及水質保護研討會論文集*，pp. 827-838，台南 (1997)。
(28) 汪中和、張慈君、林裕隆、劉文徹、李隆安、金紹興、張秉權、藍繁盛：由碳氫氧同位素組成探討屏東平原地下水的補注。中央研究院地球科學研究所，IESCR96-021，台北 (1996)。
(29) 林朝棨：*台灣地形*。台灣省文獻委員會出版，台北 (1957)。
(30) 何春蓀：*台灣地質概論*。經濟部中央地質調查所出版，台北 (1986)。
(31) 南投縣政府：*南投地理*。南投縣政府出版，南投 (1998)。
(32) 萬寶康：台灣分區氣候與天氣之研究(一)。*氣象學報*，**19**: 1-19 (1963)。
(33) 王時鼎：台灣區域環流與長期天氣預報。*氣象預報與分析*，**34**: 1-9 (1968)。
(34) 萬寶康：亞洲南部與西太平洋之冬夏季風及其交替。*氣象學報*，**17**: 1-17 (1971)。
(35) 戚啟勳：台灣之雨量分佈。*氣象學報*，**15**: 26-47 (1969)。
(36) 劉衍淮：台灣氣團之性質。*氣象學報*，**7**: 1-6 (1961)。
(37) 中央氣象局：1951~2000 年氣候資料年報，第一部分：地面資料。
(38) N. L. Ingrahm: Isotopic variations in precipitation. In: *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (C. Kendall and J. J. McDonnell eds.), pp. 87-118. Elsevier, Amsterdam (1998).
(39) I.A.E.A.: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. *Tech. Rep.* Ser. No.91, Vienna (1983).
(40) S. Epstein and T. Mayeda: Variation of O^{18} content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**: 213-224 (1953).
(41) C. A. M. Berninkmeijer and P. D. Morrison: An automated system for isotopic equilibration of CO_2 and H_2O for ^{18}O analysis. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **66**: 21-26 (1987).
(42) C. A. M. Berninkmeijer, P. Kraft and W. G. Mook: Oxygen isotope fractionation between CO_2 and H_2O. *Isot. Geosci.*, **1**: 181-190 (1983).
(43) M. L. Coleman, T. J. Shepherd, J. J. Durham, J. E. Rouse and G. R. Moore: Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Anal. Chem.*, **54**: 993-995 (1982).
(44) C. H. Wang, H. W. Yeh, P. S. Tsai, and S. F. Wu: Hydrogen Stable Isotope Determination of Water Samples by Zinc Shot Reduction. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, IESER93-005, Taipei (1993).
(45) J. R. Gat and I. Carmi: Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *J. Geophys. Res.*, **75**: 3039-3048 (1970).
(46) K. Sanjo: Isotope hydrology of Mt. Tsukuba. Inst. *Geosci. Univ. Tsukuba, Sci. Rept.* No. 12, Japan (1991).
(47) K. S. Lee, D. B. Wenner and I. Lee: Using H- and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater:

Example from Cheju Island, Korea. *J. Hydrol.*, **222**: 65-74 (1999).
(48) W. Dansgaard: Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**: 436-468 (1964).
(49) 汪中和、張慈君、王麗文、劉文徹、于蓓、黃信誠：雲林地區的同位素水文變化。中央研究院地球科學研究所，IESCR97-009，台北 (1997)。
(50) 汪中和、張慈君、陳淑芬、劉文徹、于蓓、黃信誠：台中-彰化地區的同位素水文變化。中央研究院地球科學研究所，IESCR98-007，台北 (1998)。
(51) C. H. Wang, W. C. Liu, P. S. Tsai, S. F. Wu, T. R. Peng and Y. T. Shieh: Preliminary Results of Stable Isotope Determinations for Groundwaters of the Alluvial Plain in South Chia-Nan Area, Taiwan. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, IES-EP94-003, Taipei (1994).
(52) C. H. Wang, W. C. Liu, P. S. Tsai, S. F. Wu, T. R. Peng and Y. T. Shieh: Preliminary Results of Stable Isotope Determinations for Groundwaters of the Alluvial Plain in North Chia-Nan Area, Taiwan. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, IES-EP95-005, Taipei (1995).
(53) 汪中和、張慈君、劉文徹、劉聰桂：屏東地區的同位素水文變化。*長期水資源預測研討會論文彙編*，pp. 119-131，台北 (1997)。
(54) F. Senturk, S. Bursali, Y. Omay, IErtan, S. Guler, H. Yalcin and E. Onhan: Isotope techniques applied to groundwater movement in the Konia plain. In: *Isotope Hydrology 1970*, pp. 153-161. I.A.E.A., Vienna (1970).
(55) E. C. Perry, T. Grundl and R. H. Gilkeson: H, O, S isotopic study of the groundwater in the Cambrian-Ordovician acquifer system of northern Illinois. In: *Isotope Studies of Hydrologic Processes* (E. C. Perry and C. W. Montgomery eds.), pp. 35-43. Northern Illinois University, Illinois (1980).
(56) 易任、王如意：*應用水文學*（新編上冊），pp. 129-136。國立編譯館，台北 (1989)。
(57) R. E. Criss: Isotope hydrology. In: *Principles of Stable Isotope Distribution* (R. E. Criss ed.), pp. 89-138. Oxford University Press, New York (1999).